Tectónica de placas y deriva de los continentes

D. P. McKenzie

Cuando en 1915, para explicar la estructura de los continentes de la Tierra, se expuso por primera vez la teoría de su deriva, provocó una violenta controversia, para luego caer en desgracia. Suponía que los continentes estuvieron unidos en un pasado geológico y que posteriormente fueron derivando hasta su actual posición. Esta teoría es tenida muy en cuenta actualmente, y este artículo trata de un reciente desarrollo — la tectónica de placas — que supone que la superficie de la Tierra se compone de un número de placas rígidas que se desplazan unas con respecto a las otras. Esta teoría tectónica ha recibido un poderoso refuerzo con los recientes estudios de sismología y paleomagnetismo.

«En la estructura actual de nuestro planeta son observables las ruinas de un viejo mundo, y los estratos que ahora constituyen nuestros continentes, han estado en otro tiempo bajo el mar y se formaron a expensas de los extensos continentes entonces existentes. Estas mismas fuerzas están destruyendo actualmente, por descomposición química o por violencia mecánica, hasta las más duras rocas, transportando los materiales al mar, en donde se esparcen y forman estratos análogos a los de edad más antigua. Aunque se depositan sueltos en el fondo del océano, se alteran y consolidan después por el calor volcánico, y entonces son levantados, fracturados y plegados». Esta visión de la evolución geológica expuesta por Hutton en 1788 es todavía válida hoy. Sin embargo, lo que actualmente se conoce mejor son los procesos de transporte de los sedimentos desde el fondo del océano, para formar las cadenas de montañas. La primera idea de cómo podía producirse este cambio la proporcionó la detallada cartografía geológica realizada en el siglo XIX en Escocia y los Alpes. Se descubrieron grandes fallas de cabalgamiento, algunas de las cuales se ha demostrado que tienen desplazamientos horizontales de cien kilómetros o más y amontonan enormes espesores de sedimentos. Aunque estas estructuras sugieren un acortamiento cortical de gran magnitud, es difícil determinar la compresión total necesaria para producirlo. Posteriores trabajos de campo han añadido una gran cantidad de datos, pero poco han podido esclarecer el problema.

Sobre este fondo de conocimientos, lanzó Wegener en 1912 la hipótesis de los continentes a la deriva. Aunque no fue él el padre de esta idea, su ardorosa exposición provocó una violenta y general discusión. Desgraciadamente, muchas de las observaciones que utilizó en defensa de su teoría eran erróneas, y el mecanismo que sugirió para mantener el movimiento era inaceptable. Sus ideas ocasionaron mucho debate, pero no proporcionaron una teoría válida para la tectónica global. Incluso después de admitir que la convección térmica en el manto de la Tierra puede proporcionar energía suficiente para desplazar los continentes, durante varios años se hizo muy poco uso serio de las ideas de Wegener.

Durante los últimos cinco años, la hipótesis de la deriva de los continentes se ha transformado de una idea muy discutida a ser una teoría extensamente aceptada por geólogos y geofísicos. Ahora son abrumadoras las pruebas de importantes movimientos horizontales de continentes enteros, pero ni la hipótesis original de Wegener ni una importante variante posterior, conocida como «esparcimiento del fondo del mar» [1] resultaron enteramente satisfactorias. Recientemente se ha sugerido una nueva versión de estas ideas [2, 3] que conserva sus aspectos más aceptables. Se conoce como «tectónica de placas», porque supone que los 50–100 km superiores de la Tierra se componen de un número de placas rígidas en movimiento relativo. Este movimiento de las placas produce terremotos, y la localización de éstos puede utilizarse para determinar los límites de aquéllas. El concepto de la rigidez y la importancia del movimiento relativo son las principales diferencias entre la nueva teoría y la de deriva de los continentes. La deriva se ha comparado a veces con el proceso de cocción de la mermelada. La Tierra comenzó, probablemente, como una mezcla de sus materiales constituyentes, sin que existieran continentes. Entonces pueden haberse producido movimientos de convección que permitieron flotar a los materiales más ligeros hacia la superficie y formar los continentes. Se pensó que el movimiento y deformación de los continentes estaba relacionado directamente con los movimientos de convección que se producen en el manto bajo ellos. Al cocer una mermelada se producen movimientos similares de convección, que hacen flotar la espuma, acumulándose en grumos. Sin embargo, la espuma de la mermelada no forma placas rígidas, y aunque la cocción pueda ilustrar los procesos químicos ocurridos durante la evolución de la Tierra, su analogía con la tectónica de placas es muy lejana. Mucho mayor es la del comportamiento del hielo flotante, que se mueve y deforma de una manera notablemente similar a la de las partes superiores de la Tierra.

El movimiento de los trozos de hielo evidencia la importancia de la rigidez y del movimiento relativo. Un hombre situado sobre un hielo flotante en el mar no puede observar directamente su movimiento en relación con el fondo del mar, y por consiguiente no puede decir si el hielo está derivando. La estabilidad de éste depende de su movimiento en relación con los trozos de hielo circundantes. Hay tres posibles tipos de movimiento entre dos masas de hielo. Si se separan, puede ascender el agua entre ellas y helarse, formando un hielo que es más delgado que el de las masas, pero que gradualmente se engrosa con el tiempo. Si los campos de hielo se acercan, puede montar uno sobre otro o levantarse ambos y formar una quilla de presión. En el hielo marítimo se observan ambos tipos; el primero es común en el hielo

D. P. McKenzie

Nació en Cheltenham en 1942 y estudió en la Universidad de Cambridge, en donde es actualmente miembro docente. Ha permanecido gran parte de los últimos cuatro años en Estados Unidos, trabajando principalmente en el Laboratorio Sismológico del *California Institute of Technology* y en el *Scripps Institute of Oceanography* de la Universidad de California, San Diego.

delgado reciente (Fig. 2); el segundo se produce en el hielo antiguo, más resistente. El tercer tipo de movimiento consiste en que un campo de hielo se desliza junto a otro, lo que ocurre sólo si ambos bordes son rectos o en arco de círculo. Si los bordes se entrelazan, no puede producirse el deslizamiento, a menos que partes de una masa monten sobre las de la otra. Estos tres tipos de movimiento relativo pueden ilustrarse rasgando un trozo de papel y moviendo los dos trozos uno contra otro.

Las placas en la Tierra son mucho mayores que cualquier trozo de hielo, y su movimiento mucho más lento. Además, muchos bordes de placas quedan bajo el mar y no pueden ser observados directamente. Por ello, estos bordes no pueden ser, en general, cartografiados por los geólogos, pero pueden determinarse por métodos indirectos, entre los cuales el más importante es la localización de los terremotos. Diferentes estudios de grandes terremotos poco profundos, producidos en muchas partes del mundo, han demostrado que son el resultado de movimientos súbitos en grandes fallas. Algunos de los desplazamientos medidos son grandes, llegando a 10 m en el gran terremoto de Alaska de 1964. Estos desplazamientos son expresión directa del movimiento de dos placas separadas por la falla, que constituye el límite entre ellas. Aunque no todos los terremotos producen deslizamiento en la zona superficial de las fallas, muchos son debidos a movimientos entre los bordes de las placas, producidos por una serie de sacudidas, cada una de las cuales es un terremoto, más bien que por un movimiento continuo deslizante.

La Fig. 1 muestra la situación de unos 30 000 terremotos superficiales producidos desde 1960. La mayoría de los terremotos en las regiones oceánicas se producen en fajas sumamente estrechas relacionadas con las características más importantes del fondo oceánico: dorsales, fosas y zonas de fractura. Estas características señalan los límites entre placas. Pero como la mayor parte del fondo del océano no tiene sismicidad y no está siendo deformado actualmente, debe moverse como placas rígidas limitadas por las fajas de terremotos. La anchura de estas fajas es probablemente menor de lo que indica la Fig. 1, pues el error de localización de la mayoría de los terremotos es de unos 30 km, comparable con la aparente anchura de las fajas.

En algunas regiones los bordes de las placas entran en los continentes y entonces pueden estudiarse en el campo. La Fig. 3 muestra uno de estos bordes, la Falla de San Andrés, California. El deslizamiento entre América del Norte y el Pacífico se produce aquí por una sola falla que ha roto la zanja de hormigón para el drenaje. El movimiento de desplazamiento entre las dos placas es 6 cm por año, movimiento que podría transportar un continente alrededor de toda la Tierra en 600 millones de años; es decir, el tiempo transcurrido desde el Cambriano.

Las posiciones de los terremotos en los continentes son, en general, menos precisas que las de los producidos bajo los océanos. Por ejemplo, en el Himalaya, los terremotos se distribuyen en una región de unos 1000 km de anchura (Fig. 1). Todavía no se sabe si la tectónica de las placas rígidas puede ser un modelo útil para interpretar las deformaciones continentales. Y es importante plantear esta cuestión porque la geología se ocupa principalmente de la tectónica continental.

Como en el caso de los trozos de hielo, hay tres tipos posibles de movimiento entre placas adyacentes, que se muestran en el diagrama de la Fig. 4. Si dos placas se separan, surge de debajo de ellas el material del manto, que se enfría, endurece y regenera las placas. Como el material surgente está caliente, es menos denso que las placas frías y, por consiguiente, emerge del profundo fondo del océano para formar una dorsal. No hay ya ninguna razón para creer que cada dorsal marca la posición de una rama ascendente de una cámara de convección del manto bajo las placas. Los terremotos se producen a lo largo del eje de la dorsal, que constituye el límite entre las dos placas en separación. Otro tipo de borde de placa se produce cuando dos de ellas resbalan, una junto a otra, sin romperse ninguna, que es el caso en que sus bordes sean paralelos a la dirección de su movimiento relativo. En la Fig. 3 se da un ejemplo de estos bordes, que se conocen como fallas en transformación.

Las regiones de mayor actividad sísmica de la Tierra son áreas en las que se están moviendo dos placas, una contra otra. Aquí las placas se comportan como lo hace el hielo en la Fig. 2, en que una placa monta sobre la otra y la empuja hacia abajo en el manto. Sin embargo, hay una diferencia importante entre la tectónica de los campos de hielo y la de las placas de la Tierra. Como el hielo es menos denso que el agua, debe seguir flotando, incluso después de haber sido hundido bajo otra capa de hielo; por el contrario, las placas frías son más densas que el manto que las rodea y por lo tanto pueden hundirse. Al irse hundiendo se van calentando y sus propiedades mecánicas llegan a ser similares a las del manto que las rodea. Las fosas y arcos de islas son características superficiales relacionadas con la destrucción de placas, muchos de cuyos fenómenos se están produciendo ahora en los bordes del Pacífico. Nada se sabe todavía sobre el flujo de retorno que transporta el

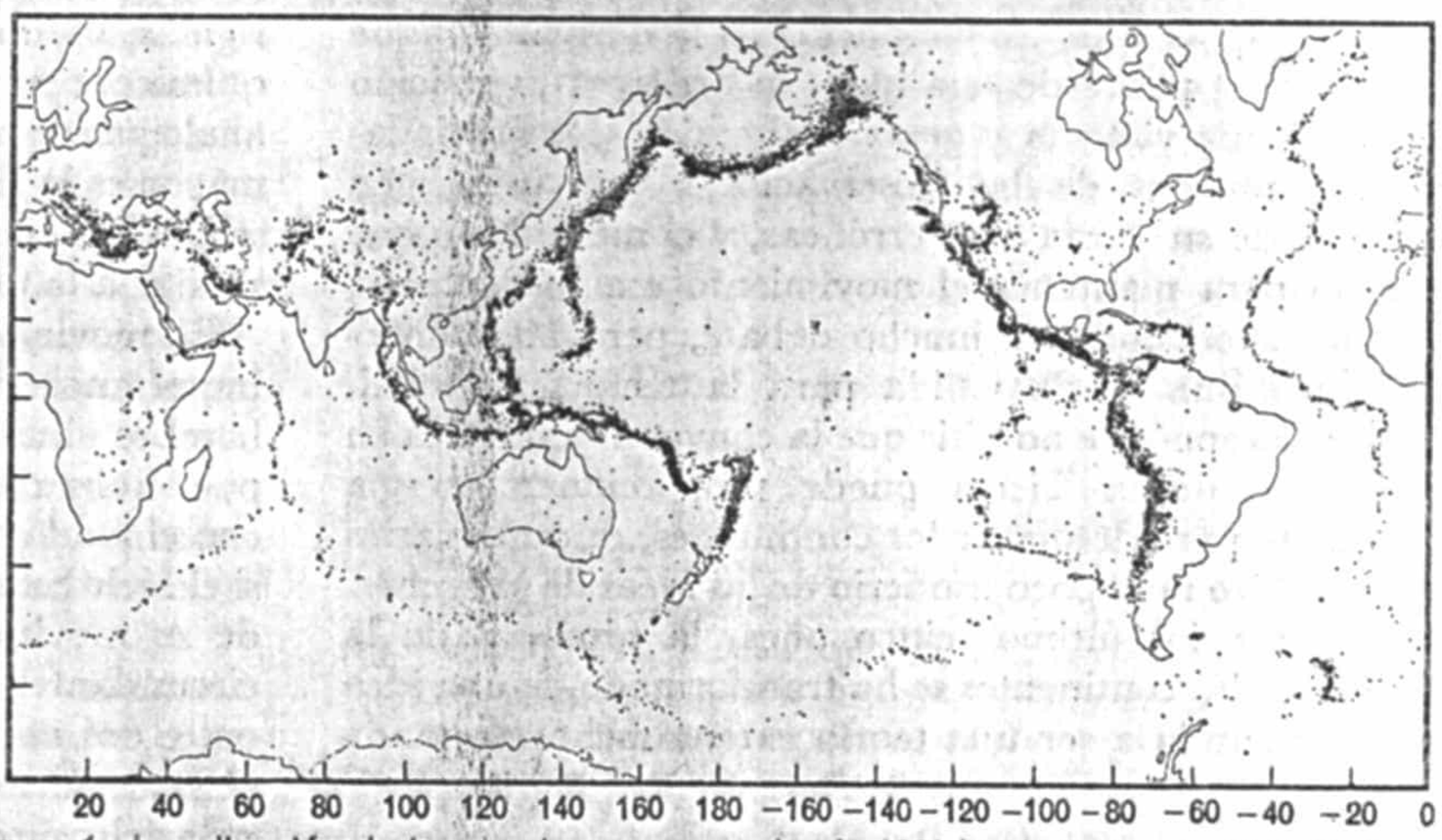

Figura 1 Localización de terremotos someros desde 1961 hasta 1967, por el *United States Coast and Geodetic Survey*. Los límites de las placas oceánicas determinados por los terremotos son zonas estrechas, raras veces mayores que los errores de localización. Por el contrario, la sismicidad de los continentes se esparce sobre fajas anchas [12].

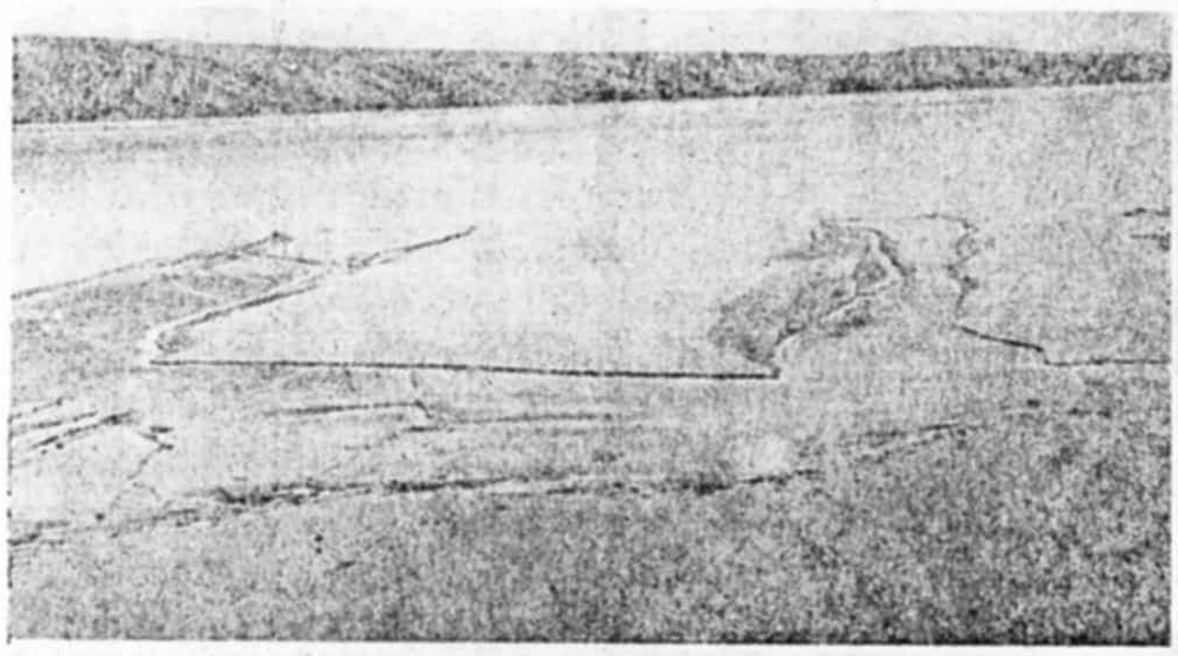

Figura 2 Hielo flotante, reciente y delgado. Parte del campo de hielo cercano a la costa ha sido cabalgado por otro más alejado. El borde recto en primer término es el frente de una lámina cabalgante que está conectada mediante fallas en transformación al frente del hielo cabalgado a través del hielo más alejado de la costa en el sentido contrario.

Figura 3 La Falla de San Andrés en Almaden Winery, al sur de San Francisco. La zanja de drenaje está quebrada por el movimiento entre las Placas Americana y Pacífica. La deformación se reduce a la estrecha banda limitada por los pies del autor.

material del manto desde debajo de los arcos de islas hacia las dorsales.

Este sencillo tipo de tectónica de la Tierra se ha comprobado de diferentes maneras, aunque el argumento más convincente en su favor lo proporcionan la sismología y el paleomagnetismo. Todas las comprobaciones cuantitativas de los conceptos de la tectónica de placas se basan en un teorema de Euler. Este demostró que todo movimiento de un casquete esférico rígido sobre la superficie de una esfera puede explicarse como la rotación alrededor de un eje que pasa por el centro de la esfera. Así, el movimiento relativo de dos placas rígidas debe corresponder a una rotación alrededor de algún eje; si no es así, las placas no pueden ser rígidas.

E. C. Bullard, J. E. Everett y A. G. Smith fueron los primeros en aplicar este teorema, en 1965, para reagrupar convenientemente los continentes que rodean el Atlántico [4]. El acoplamiento de América del Sur y Africa es especialmente convincente (Fig. 6) y muestra que los dos continentes han permanecido indeformados internamente durante todo el tiempo que el Atlántico Sur ha estado ensanchándose. Como la distancia actual de separación de los dos continentes es de 4000 km y ha tardado en efectuarse más de 80 millones de años, esta sorprendente disposición demuestra que las placas permanecen rígidas durante largos periodos de tiempo, mientras se desplazan horizontalmente a enormes distancias.

Es también posible comprobar si las placas se mueven rígidamente durante periodos cortos, utilizando el campo de ondas elásticas radiantes de un terremoto para determinar la dirección del movimiento relativo de las placas. Si se produce un terremoto en el borde de una placa aflorante en tierra firme, como la Falla de San Andrés en la Fig. 3, la dirección del deslizamiento en la falla entre las dos placas puede medirse por triangulación o bien observando los caminos y zanjas cortados por la falla. Pero ninguno de estos métodos puede utilizarse cuando el borde de la placa se encuentra bajo el mar, que es lo frecuente. Sin embargo, podemos hacer uso del campo de radiación de los terremotos para descubrir la orientación de la falla y el movimiento entre sus dos lados. La Fig. 5 representa una línea de falla de deslizamiento, que produce un terremoto en el punto señalado con un círculo, el cual irradia ondas sísmicas en todas direcciones. Las cuatro direcciones A, B, E y F muestran cuatro rayos que parten del foco del terremoto. Las medias flechas indican la dirección del deslizamiento horizontal. En la dirección del rayo A el movimiento del suelo será primero hacia el foco del terremoto. Los movimientos iniciales de este tipo hacia su fuente se denominan dilataciones, y todos los rayos que salgan de la fuente en el cuadrante 1 tendrán un primer movimiento

Figura 4 Interpretación de las teorías corrientes sobre tectónica oceánica. Se forman simétricamente placas de litosfera por el esparcimiento de las dorsales, que se desplazan horizontalmente como bloques rígidos y se destruyen al hundirse bajo los arcos de islas. Las flechas en las placas indican las direcciones de los movimientos relativos. Las flechas que indican el flujo en la astenosfera, sirven meramente para indicar que puede haberse producido el flujo de retorno [10].

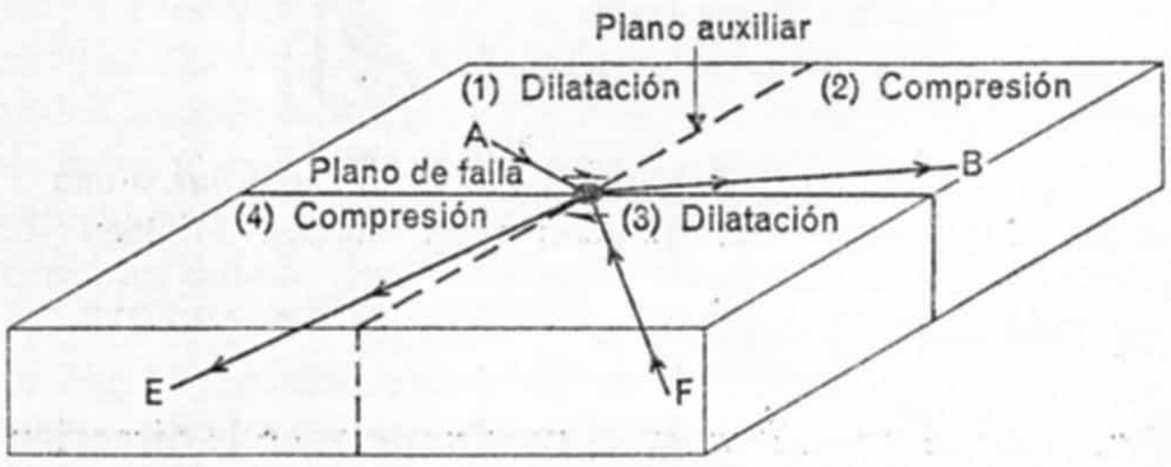

Figura 5 Campo de radiación de una sacudida sísmica. Las cabezas de flecha en los rayos indican la dirección inicial del movimiento de la Tierra (ver texto).

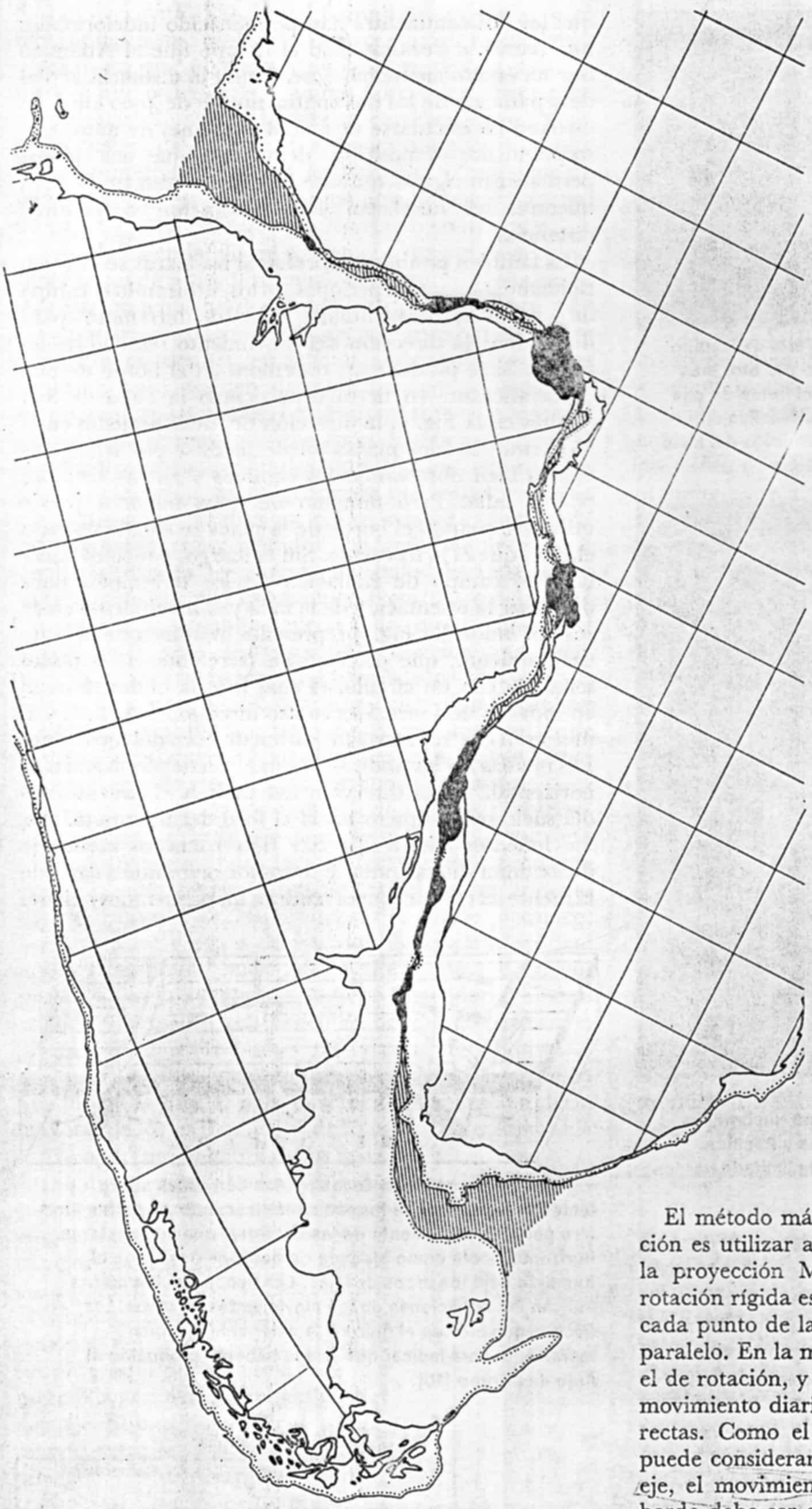

Figure 6 El acoplamiento de Africa y América del Sur, a una profundidad de 500 brazas producido por rotaciones rígidas (según [4]).
Superposiciones |||| Vacíos

igual que el de A. Pero en el cuadrante 2, en la dirección del rayo B, el suelo se mueve alejándose de la fuente del terremoto, lo que se llama movimiento de compresión. Movimientos similares se producen al otro lado de la falla, indicados por las flechas en los rayos E y F. Por tanto, el campo de radiación del terremoto se compone de cuatro cuadrantes separados por dos planos, uno de los cuales es el plano de falla y el otro, perpendicular a éste, es el plano auxiliar. La dirección del deslizamiento en la falla es siempre perpendicular al plano auxiliar; en este ejemplo el deslizamiento es horizontal y el plano auxiliar es vertical. Los rayos tales como A, B, E y F caminan por el interior de la Tierra hasta alcanzar la superficie, en donde son registrados por los sismógrafos. Para determinar la orientación y dirección del movimiento en una falla, se han de reunir sismogramas de diferentes estaciones por todo el mundo, a las que lleguen en la superficie de la Tierra los rayos emitidos desde el foco en todas direcciones; una de las estaciones podrá establecer si el primer movimiento observado del suelo es hacia la estación o a la inversa. Entonces, si se retrazan los rayos que llegan a las estaciones otra vez en dirección al foco del terremoto, las dilataciones y compresiones se disponen en cuatro cuadrantes determinados por el plano de falla y el auxiliar. Sin embargo, no existe método para identificar sólo por el campo de radiación un plano dado y es necesario utilizar otra información para decidir entre las dos posibilidades. Una vez hecho esto, se puede determinar la dirección del deslizamiento en el plano de falla, ya que ha de ser perpendicular al plano auxiliar. Este procedimiento se ha utilizado en muchos terremotos en todo el mundo y ha permitido una detallada comprobación de los conceptos de la tectónica de placas [5, 6].

El método más sencillo para realizar esta comprobación es utilizar alguna de las propiedades especiales de la proyección Mercator. Un ejemplo vulgar de una rotación rígida es la rotación diaria de la Tierra, en que cada punto de la superficie se desplaza a lo largo de su paralelo. En la mayoría de los mapas Mercator el eje es el de rotación, y por consiguiente, en esta proyección el movimiento diario de los puntos de la Tierra son líneas rectas. Como el movimiento entre dos planos rígidos puede considerarse como una rotación alrededor de un eje, el movimiento de todos los puntos a lo largo del borde debe ser a lo largo de paralelos con respecto a este eje. Si este eje de rotación relativa se utiliza como eje para la proyección Mercator, entonces el movimiento relativo entre las dos placas debe ser en todas partes paralelo a las líneas de latitud alrededor del eje de rotación.

La primera comprobación de estas ideas se efectuó en el Pacífico Norte [2], en donde hay un límite sencillo entre la Placa Americana y la Placa Pacífica, desde

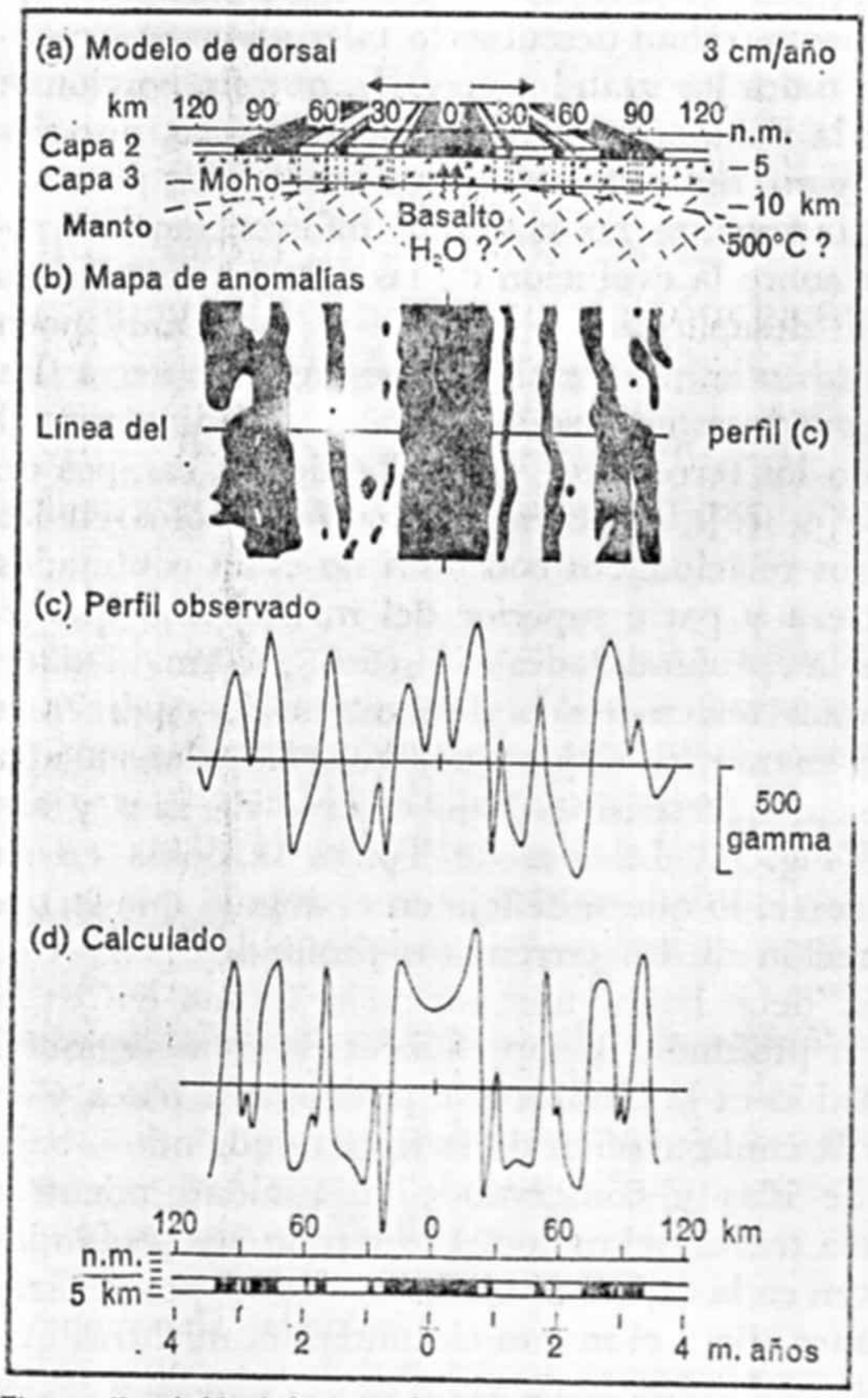

Figura 7 a) Modelo para la estructura del fondo del mar a lo largo del eje de una dorsal. El material sombreado queda con magnetismo normal; el no sombreado con magnetismo invertido. b) Parte de un mapa de anomalías magnéticas en la dorsal de Juan de Fuca en el noreste del Pacífico. Las regiones en negro son áreas de anomalías positivas, las blancas negativas. c) Perfil de la anomalía magnética del campo total, a lo largo de la línea indicada en b). d) Perfil calculado con la escala de tiempos de inversión, según el modelo de a) [11].

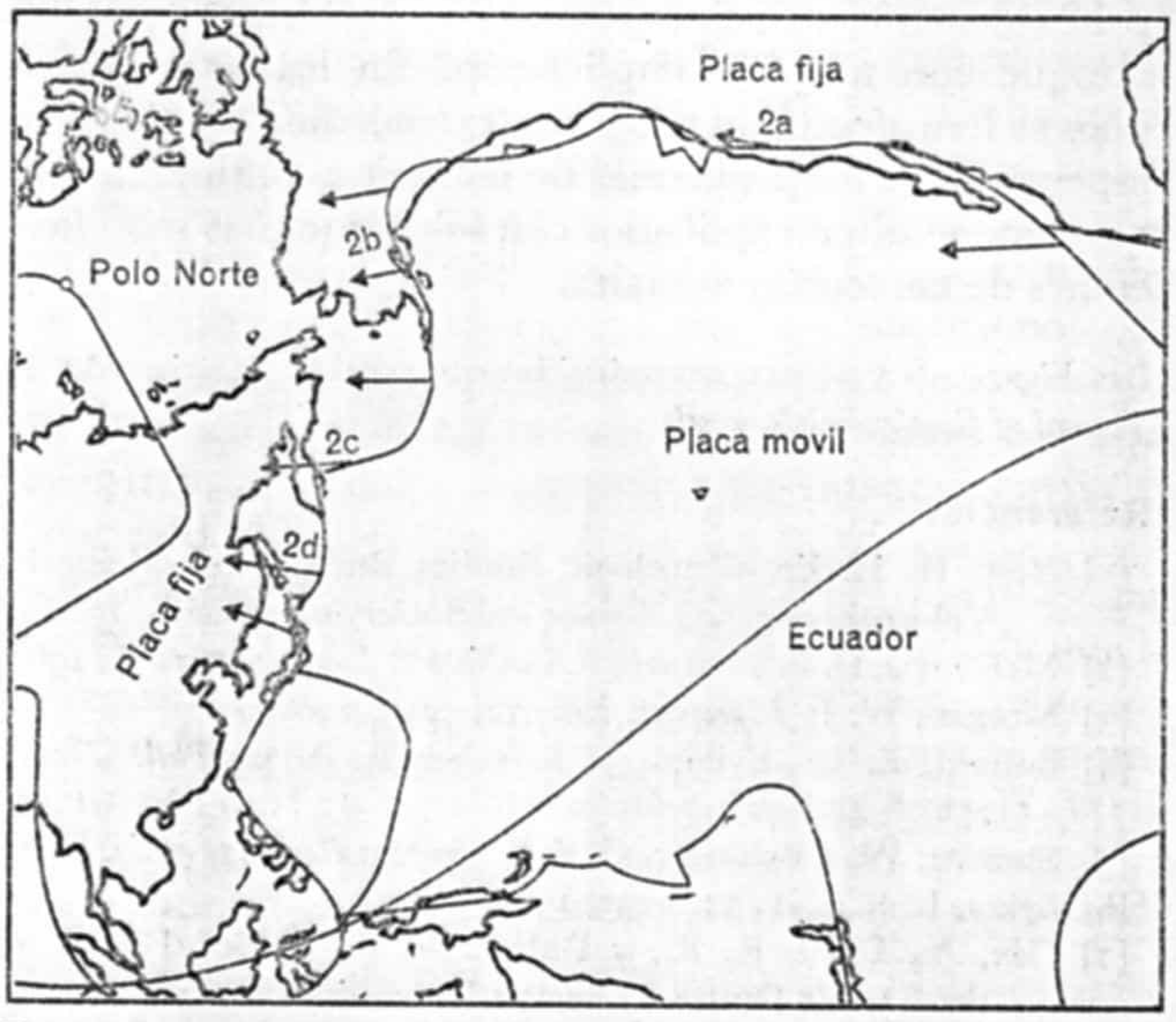

Figura 8 Las flechas obtenidas del campo de radiación de los terremotos, indican la dirección del movimiento de la placa del Pacífico, con respecto a la placa Americana. Como el mapa es de proyección Mercator alrededor del polo relativo de rotación, todas las flechas deben ser paralelas entre sí [2].

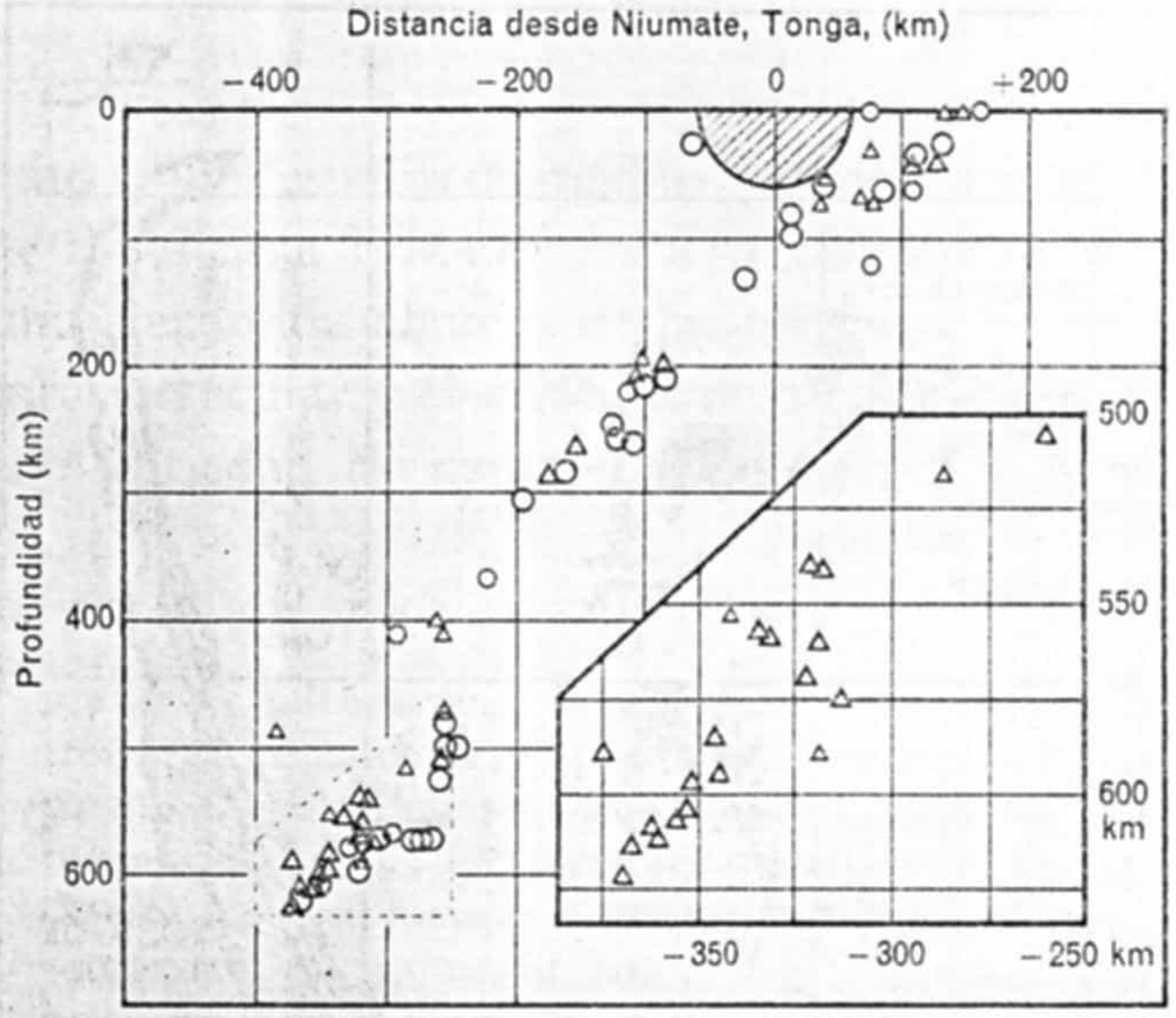

Figura 9 Corte vertical del extremo norte de la fosa de Tonga, con la localización de los focos de los terremotos de profundidad media o grande, situados en la placa en hundimiento [10].

Baja California hasta el Japón Central (Fig. 1). La Fig. 8 es una proyección Mercator de esta región alrededor del polo de rotación relativo a 50°N, 85°W. Las flechas indican la dirección del deslizamiento, determinada por el campo de radiación de varios terremotos en esta región. Si las Placas Americana y Pacífica son rígidas, todas esas flechas deben disponerse a lo largo de los paralelos correspondientes al polo de rotación y por consiguiente deben ser paralelas entre sí y con los bordes superior e inferior de la figura en esta especial proyección. Evidentemente, las flechas muestran desviaciones del paralelismo entre 10° y 15°, lo que está dentro de los límites del error experimental. Estas comprobaciones demuestran que las dos placas involucradas en la tectónica del Pacífico Norte, se mueven como casquetes esféricos rígidos sobre la superficie de la Tierra. Se han efectuado comprobaciones parecidas en otras regiones con el mismo éxito. Así, pues, poseemos ahora una teoría tectónica sencilla aplicable a toda la Tierra. Toda actividad tectónica debe concentrarse en los bordes de las placas, en donde las estructuras observadas en viejas cadenas de montañas se están produciendo en la actualidad. Un cuidadoso estudio de las deformaciones que se están produciendo en la actualidad en los bordes de las placas puede conducir a un conocimiento más profundo de la historia tectónica y evolución de la Tierra.

De los tres tipos de bordes de placas, se han estudiado con gran detalle los que corresponden a las dorsales, aunque probablemente no tienen la mayor importancia en la geología continental. Una razón para este interés es que las dorsales han producido los fondos de casi todos los océanos del mundo en los últimos 200 millones de años y, por consiguiente, son relativamente fáciles de estudiar. Sin embargo, es más importante el hecho de que han dejado una referencia completa de su evolución en el fondo del mar que han formado, como se ve en la Fig. 7. Las dorsales se forman allí donde las placas se están separando y surge material caliente del manto, que queda parcialmente fundido cerca del fondo del mar al disminuir la presión. El basalto fundido producido de esta manera, irrumpe a través de las fisuras a lo

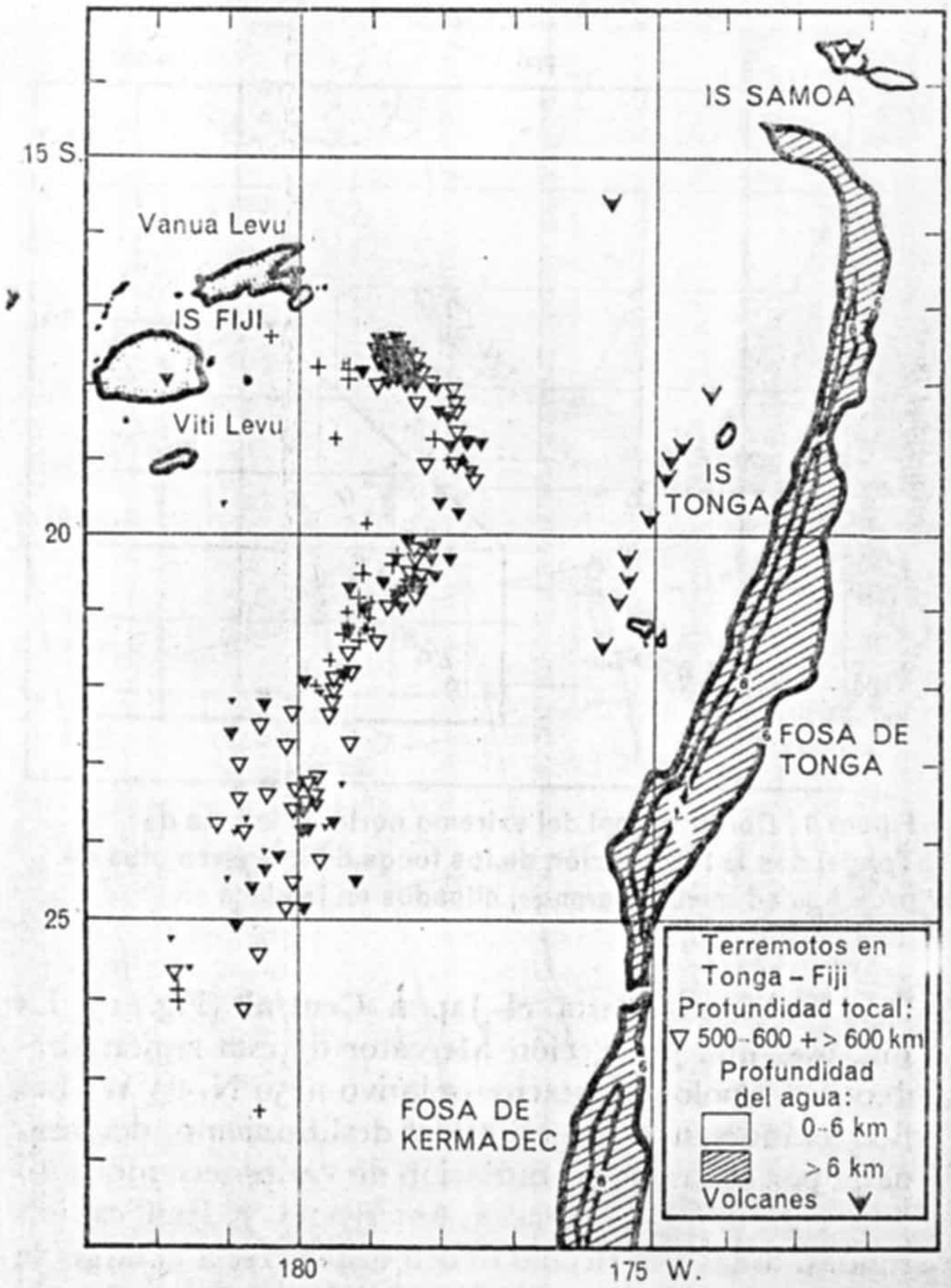

Figura 10 Distribución de terremotos profundos en el extremo norte del arco de las Islas Tonga, frente a la curva del extremo norte de la fosa [9].

largo del eje de la dorsal y se enfría rápidamente en contacto con el agua del mar. Entonces se magnetiza en la dirección del campo magnético de la Tierra. Pero la polaridad del campo principal de la Tierra no es constante, sino que cambia de signo haciendo que el Polo Norte sea el Polo Sur. Si actualmente se ocasionara esta inversión, todas las brújulas girarían para apuntar al sur en vez de al norte. Aunque no se conoce la causa de esta inversión del campo, se ha podido determinar la escala de tiempos para los últimos 5 millones de años, observando la polaridad de coladas de lava bien datadas [7]. Esta historia del campo magnético se ha podido registrar por el esparcimiento en el fondo del mar, de manera semejante a como un registrador registra en una cinta magnética (Fig. 7) [8]. Como el magnetismo de los basaltos del fondo del océano influye en la intensidad del campo en la superficie del mar, se puede obtener la historia evolutiva y el régimen de esparcimiento de una dorsal simplemente remolcando un magnetómetro tras un barco investigador y comparando los registros con los calculados por la escala de tiempos de inversión. Se ha hecho una tal investigación en la dorsal Reykjanes al sur de Islandia, con zonas en las que el campo está más o menos sombreado según su edad. La simetría de las anomalías a un lado y otro del eje de la dorsal requiere que el material se agregue a cada placa exactamente a la misma velocidad de 1 cm/año a un lado y otro de la dorsal; la forma de cada anomalía reproduzca la forma de la coronación de la dorsal en el momento en que se formó cada porción del fondo del mar. Recientemente se han descubierto tales anomalías magnéticas en todos los grandes océanos, que proporcionan una historia detallada de la evolución de las dorsales oceánicas y por tanto de los movimientos de las placas.

Desgraciadamente no hay una información correspondiente sobre la evolución de las fosas, en donde las placas han desaparecido y todavía se sabe muy poco sobre su historia. Sin embargo, opuestamente a las dorsales, puede estudiarse su estructura tridimensional localizando los terremotos y estudiando sus campos de radiación [9, 10]. Al revés que los terremotos en las dorsales, los relacionados con fosas no están confinados en la corteza y parte superior del manto, sino que se producen a profundidades de casi 700 km. Donde ocurren estos terremotos profundos, no se esparcen a través del manto, sino que quedan confinados en una faja estrecha que se situa bajo el arco de islas y sus volcanes (Fig. 9). La fosa de Tonga se dobla en su extremo norte, lo que se refleja en el ángulo que forma la distribución de los terremotos profundos (Fig. 10). Por tanto, debe haber una conexión íntima entre las estructuras profundas y superficiales de estas regiones. Esta conexión es la lámina que prolonga la placa y se adapta a la configuración de la fosa, hundiéndose bajo el arco de islas y conservando su frialdad mientras desciende a través del manto. Los terremotos profundos se producen en la capa en hundimiento y no por deslizamiento entre ella y el manto circundante, mientras que las radiaciones desde focos someros de sacudidas cerca de la fosa demuestran que están producidas por hundimiento de una placa bajo otra [10].

La teoría de la tectónica de placas que aquí se describe, ofrece actualmente dos inconvenientes principales: supone que no se necesita una fuente de energía para mantener el movimiento de las placas, y no es seguro que pueda utilizarse para explicar la tectónica continental. El problema que plantea este mecanismo es probable que siga siendo discutido hasta que se disponga de una información más concluyente. Tampoco es seguro que explique las deformaciones continentales, que probablemente son semejantes a la tectónica oceánica, aunque con mayor complicación. En los últimos tres años se han efectuado progresos extraordinarios, y puede esperarse que los problemas de tectónica continental que quedan, resulten explicados con sólo pequeñas modificaciones de las teorías actuales.

Las Figs. 4, 9 y 10 son reproducidas con amable autorización del *Journal of Geophysical Research*.

Referencias

[1] Hess. H. H. En «Petrologic Studies Buddington Memorial Volume», pág. 599. Geological Society of America. 1962.
[2] McKenzie, D. P. y Parker, R. L. *Nature, Lond.*, **216**, 1276, 1967.
[3] Morgan, W. J. *J. geophys. Res.*, **72**, 4259, 1968.
[4] Bullard, E. C., Everett, J. E. y Smith, A. G. *Phil. Trans.*, 250 *A*, 41, 1965.
[5] Stauder, W. y Bollinger, G. A. *J. geophys Res.*, **71**, 5283, 1966.
[6] Sykes, L. R. *Ibid.*, **72**, 2131, 1967.
[7] Cox, A., Doell, R. R., y Dalrymple, G. B. En «History of the Earth's Crust» Princeton University Press, 1968.
[8] Vine, F. J. *Science*, **154**, 1405, 1966.
[9] Sykes, L. R. *J. geophys. Res.*, **71**, 2981, 1966.
[10] Isacks, B. L., Oliver, J. y Sykes, L. R. *Ibid.*, **73**, 5855, 1968.
[11] Vine, F. J. En «History of the Earth's Crust». Princeton University Press, 1968.
[12] Baronzangi, M. y Dorman, J. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, **59**, 369, 1969.